

# 古气候研究进展

王绍武

(北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871)

**摘要:** 总结回顾了二十年来古气候研究的进展, 着重揭示古气候变化的事实。共分析了10个问题: (1) 威尔逊旋回, (2) 冰河时代, (3) 生物大灭绝, (4) 人类走出非洲, (5) 第四纪冰期—间冰期旋回, (6) 下一个冰期何时到来, (7) 末次冰期冰盛期, (8) 冰期气候的不稳定性, (9) 全新世气候的不稳定性, (10) 全新世气候变化趋势。

**关键词:** 古气候, 冰期—间冰期旋回, 气候不稳定性, 全新世气候, 东亚古季风

## 引言

由于科学、技术的进步, 近二十年来古气候研究取得了巨大的进展, 使我们对自己生存的星球古气候的历史有了更清晰的认识。这里我们扼要地介绍进展较为突出的10个问题。这些问题可以分为三组; 前4个问题讨论的时间尺度较大, 从亿年到百万年, 是地球气候史的宏观问题。其次4个问题属于第四纪气候, 中心是260万年来冰期—间冰期旋回问题。最后两个问题属于全新世气候变化。

## 1 威尔逊旋回

在三叠纪初(2.5亿年前)地球上曾形成了联合大陆。近来汪品先<sup>[1]</sup>指出联合大陆是形成“超级季风”的重要条件。Wilson<sup>[2]</sup>提出在联合大陆之前还应该存在更早期的曾经并和在一起的早期“泛大陆”。这种大陆崩裂、洋盆开启与闭合, 被理解为具有开始与终结的过程, 是一种可以重复出现的现象, 所以称为威尔逊旋回。Wilson把这个过程概括为6个阶段: (1) 萌芽阶段, 在陆壳基础上, 因扩张开裂形成大陆裂谷, 如现代的东非裂谷。(2) 初始阶段, 陆壳继续开裂, 开始出现狭窄的海湾, 局部已出现洋壳, 如红海、亚丁湾。(3) 成熟阶段, 由于大洋中脊向两侧不断增生, 海洋边缘又出现俯冲、消减现象, 所以大洋迅速扩张, 如大西洋。(4) 衰退阶段, 大洋中脊虽然继续扩张增生, 但大洋边缘一侧或两侧出现强烈的俯冲、消减作用, 海洋总面积逐渐减小, 如太平洋。(5) 残余阶段, 随着洋壳海域的缩小, 终于导致两侧陆壳地块相互逼近, 其间仅残留小型洋壳盆地, 如地中海。(6) 消亡阶段, 海洋消失, 大陆相碰, 使大陆边缘原有的沉积物强烈变形, 隆起成山, 如喜马拉雅山、阿尔卑斯山。

2.5亿年前是季风强盛时期, 现代也是季风强盛

时期, 现代东北季风的形成不会晚于渐新世与中新世之交(2400万年前)<sup>[1]</sup>。汪品先<sup>[1]</sup>强调古季风系统的建立有海陆分布和高原隆升两个方面的原因。Clift和Plumb在《亚洲季风》一书中<sup>[3]</sup>, 曾详细分析了高原隆升对季风形成的影响, 这个问题早在1992年就引起了Prell和Kutzbach<sup>[4]</sup>的注意, 至今仍是科学家热议的问题<sup>[5]</sup>。

## 2 冰河时代

大量的证据表明, 地球历史上绝不仅仅在第四纪(260万年)以来才有冰期, 在漫长的岁月中, 至少有5次大的冰期, 其时间尺度在亿年、千万年, 与以万年为单位计算的第四纪冰期—间冰期旋回不同。所以历史上的大冰期多称为冰河时代(Glacial Age或Ice-Age Epoch)<sup>[6, 7]</sup>。地球的历史可以分为隐生宙及显生宙, 从46亿到5.4亿年为隐生宙, 从5.4亿年“生物大爆炸”开始为显生宙。隐生宙有两次冰河时代: 分别出现在早元古代(24亿~21亿年前)、及晚古生代(7.5亿~6.0亿年前)<sup>[6]</sup>。显生宙有3次冰河时代: 奥陶纪末(4.6亿年前)、石炭纪末到二叠纪初(约3亿年前)、第四纪(260万年以来)。

Shaviv<sup>[7]</sup>综合了不同作者的研究结果认为, 至少在最近10亿年中就有7个冰河时代, 并且指出: 冰河时代与太阳系穿过银河旋臂有关。这就是说地球历史上可能不止有5个冰河时代<sup>[8]</sup>。这是一个需要进一步证实的问题。至于冰河时代的形成是否确实是地球随太阳系穿过银河旋臂, 从而使宇宙线大量增加造成的, 也有待于继续研究。但是无论如何, 地球历史上存在冰河时代则是无疑的。至于每个冰河时代持续多长时间, 其内部结构如何, 例如是否又包含若干个“冰期”, 则还不清楚。特别在这种时间尺度上还要考虑海陆分布的变化, 这些都需要进一步研究。但是冰河时代全球变冷, 甚至可能形成冰雪覆盖的地球, 简称“雪球”<sup>[9, 10]</sup>, 则是地球上极端气候的代表, 十分值得注意。

## 3 生物大灭绝

35亿年以来地球上生存过大约40亿种生物, 其

收稿日期: 2011年7月6日

第一作者: 王绍武(1932—), Email: swwang@pku.edu.cn

资助信息: 国家重点基础研究计划: 过去2000年全球典型暖期的形成机制及影响研究(2010CB950104)

中99%现在已经不存在了。这表明物种灭绝是很正常的。但是有时物种灭绝率相对较高,被称为大灭绝(mass extinction)<sup>[11]</sup>。Jablonski<sup>[12]</sup>认为可以把灭绝率达到75%称为大灭绝。按照这个规定,显生宙(5.4亿年前)以来共有5次大灭绝,加上程度小一点的灭绝,至少共有29次<sup>[11]</sup>。这5次大灭绝出现的时间为奥陶纪末(4.43亿年前)、泥盆纪晚期(3.59亿年前)、二叠纪末(2.51亿年前)、三叠纪末(2亿年前)及白垩纪末(6500万年前)。最后一次的主要特征为恐龙大灭绝<sup>[13-15]</sup>。一般认为,气候异常是发生大灭绝的原因之一<sup>[11]</sup>。近来有人提出来,由于全球气候变暖,21世纪可能面临着第6次大灭绝的威胁,也许目前尚未达到这个程度,但是如何保护生物的多样性,则确实是一个严肃的课题<sup>[16, 17]</sup>。

#### 4 人类走出非洲

人类是在什么样的气候环境下形成的,又如何扩散到全球的,这是一个古老的问题,但是也只有科学发展的今天,才有了较为正确的认识。过去大家都同意“人”是从猿猴逐渐发展,一步一步演变来的。但是,对于人类是在世界上不同地区各自单独发展起来的,还是在一个地区发展后“走”到世界各地的,却有很大争议,因为没有充分的证据。1980年代人们开始从分子人类学角度研究这个问题<sup>[18, 19]</sup>到21世纪取得了突破性的进展,绘制了人类基因组<sup>[20]</sup>。其原理是人群基因形成的频率是不同的。这个频率的差异称为基因距离。染色体或DNA(脱氧核糖核酸)只遗传父母一方的遗传信息。线粒体DNA(mtDNA)只继承母系的遗传因子,Y-染色体则只继承父系的遗传因子。大约每百万年mtDNA可能产生33%的分歧。因此可以判断现代不同地区的人是什么时候分开的。无论从线粒体DNA还是从Y-染色体,都证明现代世界各地的人都是大约15万年前东非的母亲“夏娃”和父亲“亚当”的后代,并且绘制出人类迁徙概略图。根据这个图大约4万年前从南亚进入中国大陆。但是有证据证明,这已经是人类第3次走出非洲了<sup>[21-23]</sup>。190万年前、40万年前及5万~6万年前3次走出非洲都是在气候暖湿的条件下,但也是岁差影响最强烈的时期,周期在2万年左右的岁差造成环境迅速改变,推动了人类走出非洲<sup>[22]</sup>。

#### 5 第四纪冰期—间冰期旋回

19世纪初地质学家根据化石记录把地球历史分为四个时期:第一纪(Primary)、第二纪(Secondary)、第三纪(Tertiary)和第四纪(Quaternary)。前两个名称早已不用了。1985年把第四纪的开始定在180万年前。2009年国际地层学委员会

通过投票,建议把第四纪的开始定在260万年前<sup>[24]</sup>。第三纪则仍开始于6500万年前,即恐龙大灭绝之后,到260万年前第四纪开始为止。第三纪与第四纪共同组成新生代。

20世纪初人们认为近70万年有4次冰期,由远及近为群智、民德、里斯、武木,大约出现在65万年、45万~50万年、15万年、4万~5万年前。冰期是以欧洲慕尼黑以西多瑙河的四条小支流命名的。冰期时欧洲的冰体多以山谷冰川的形式出现,而没有形成整个冰盖。冰川向下延伸形成冰舌。间冰期冰川后退,融冰水下切形成阶地。由于阿尔卑斯山不断抬升,老、新阶地出现在不同高度。每一个阶地代表了一次间冰期的开始。所以冰川进退只能提供冰期、间冰期粗略的时间框架。

1955年,Emiliani<sup>[25]</sup>率先打破了这个传统的概念,根据深海沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 指出75万年地磁反转之后就7个冰期,约10万年1个。Lisiecki和Raymo<sup>[26]</sup>综合分析了分布于全球的57个深海沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,建立了530万年以来的冰期间冰期旋回年表,证明冰期—间冰期旋回贯穿整个530万年。这就是说在第四纪之前,至少在第三纪晚期中新世末到上新世,冰期—间冰期旋回已经是气候变化的主要特征了。中国黄土颗粒大小也记录了更新世的冰期间冰期旋回,而且周期的变化与深海沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 有很好的 consistency<sup>[27]</sup>:0~60万年前10万年周期为主,4.1万年周期占第2位,岁差周期(2.3万年及1.9万年)第3位。55万~100万年前41万年周期最强,10万年周期其次,岁差周期第3位。80万~160万年前4.1万年周期占绝对优势,其余周期几乎看不到。160万~250万年前仍然是4.1万年周期为主,但有40万年周期。4.1万年周期与岁差周期几乎在整第四纪中均能看到,只有晚第四纪10万年周期才占绝对优势。但是与10万年周期对应的地球轨道要素——公转轨道椭圆偏心率的变化太小,其作用主要是调控其他两个因素(地轴倾斜率和岁差)的影响<sup>[28]</sup>。因此,为什么近70万~80万年10万年旋回占优势是一个尚未解决的问题。有一种意见认为可能是通过 $\text{CO}_2$ 与冰反照率内部反馈造成的<sup>[29]</sup>。

#### 6 下一个冰期何时到来

如上所述,近80万年中10万年旋回十分突出,然而在一个冰期—间冰期旋回中冰期与间冰期是不对称的,冰期长而间冰期短,一般间冰期只有1万~2万年,最长不过3万年,最短的甚至不足1万年<sup>[30]</sup>。目前间冰期已持续了1.15万年,显然正面临着间冰期结束的威胁。早在1972年,古气候学家在讨论现代的间冰期何时结束时,形势是十分紧迫的<sup>[31]</sup>。当时了解较多

的是近两个10万年旋回，这两个旋回的间冰期均持续约1万年。上一个间冰期名为伊米安（Eemian），出现于12.5万~11.5万年前。因此会议得到结论：“如果人类不干预，可能今天的暖期会很快结束。在这种思想指导下Kukla等<sup>[32]</sup>曾预测下一个冰期的第1个低温将于4千年后出现，下一个冰盛期将在1.14万年后出现。

到了20世纪末至21世纪初，情况有了变化。大多数古气候学家倾向于在未来3万~5万年不会进入下一个冰期。其原因主要有两个方面：（1）人们了解到过去的间冰期持续时间比以前认为的要长<sup>[33]</sup>，（2）人类活动造成的气候变暖可能会破坏冰期—间冰期旋回的自然韵律，使现代间冰期延续下去<sup>[34]</sup>。

## 7 末次冰期冰盛期

末次冰期冰盛期（LGM）是十分关键的气候事件，这是距我们最近的一次极寒冷的事件。那时北美北部为一巨大冰盖，包括3个部分：一个在北美北部的东南，是北美冰盖的主体，称为劳伦泰冰盖；另一个在北美北部的西南方太平洋沿岸，范围较小，称为考尔的勒冰盖；还有一个在北美洲东北部靠近北冰洋，称为因纽特冰盖，范围最小<sup>[20]</sup>。LGM以来北美冰盖消融造成的海平面升高约64.3m，格陵兰冰盖6.0m，欧洲大陆冰盖25.5m，南极冰盖17.6m，合计113.5m<sup>[35]</sup>。再加上其他小冰盖、冰川融化海平面约上升120~140m<sup>[36]</sup>。估计LGM温度比现代低12K，但是因地而异，格陵兰可能低20K以上<sup>[20]</sup>，可见LGM的寒冷程度。

对于这个标志性的气候事件，过去多采用的时间为18ka（1ka指距AD1950年1千年），那时使用的是<sup>14</sup>C年。后来改为用21ka（个别学者用23ka，均为日历年）<sup>[30]</sup>。但是愈来愈多的学者把LGM视为一个过程，而不是一个“时刻”<sup>[37]</sup>。因为，不仅地区不同最冷的时刻不同，从不同角度如山岳冰川、冰盖、海平面来分析，结果亦不相同。因此综合不同因素，把LGM定为26.5~19.0ka<sup>[37]</sup>。26.5ka是几乎所有冰盖都达到最大的时间，19ka是北半球大部分冰川开始后退的时间，海平面高度也在这段时间达到最低。

Clark等<sup>[37]</sup>又分析了形成LGM的三个因子：北半球高纬的太阳辐射，大气CO<sub>2</sub>浓度及热带太平洋SST。冰盖的最初增长在33~29ka，这时北半球太阳辐射开始下降，劳伦泰冰盖对此反映尤为敏感。这表明北半球高纬的太阳辐射控制了冰盖的增长。但是大气中CO<sub>2</sub>浓度下降、SST下降也有利于冰盖增长。赤道太平洋东西向SST梯度减小，SST场呈类似La Niña状态，也有利于冰盖增长。但是冰消期的开始，则主

要依赖于北半球高纬太阳辐射的上升。

## 8 冰期气候的不稳定性

冰期中并不总是寒冷的气候，这是20年来古气候研究的一个重大发现。1990年代初，对格陵兰冰盖钻探取得了新的成果，在接近冰盖顶峰钻取了两个冰芯；一个以欧洲国家为主的GRIP（Greenland Ice-Core Project）<sup>[38]</sup>，一个以美国为主的GISP2（Greenland Ice Sheet Project 2）<sup>[39]</sup>。1996年开始在格陵兰北部钻取另一个冰芯NGICP（The North Greenland Ice Core Project）<sup>[40]</sup>。这些冰芯δ<sup>18</sup>O提供了高分辨率的记录，这是深海沉积与黄土所不能比拟的。Johnsen等<sup>[41]</sup>根据GRIP近40ka冰芯δ<sup>18</sup>O，指出末次冰期的气候是不稳定的。Dansgaard等<sup>[42]</sup>指出，气候可能在几十年内发生波动，这种变化是迅速的，而且不仅在末次冰期，在倒数第二个冰期也有气候波动。后来就根据最早提出这个概念的学者把这种气候波动称为Dansgaard/Oeschger循环，简称D/O循环，或D/O振荡。由于冰期气候寒冷，相对温暖的间冰阶（interstadial）比较突出，所以对间冰阶进行编号<sup>[42]</sup>。一般两个间冰阶之间距离为1~3千年，所以，有时也称D/O循环为千年尺度气候振荡。

## 9 全新世气候的不稳定性

虽然人们承认冰期的气候是不稳定的。但是，大多数人仍然认为全新世这个间冰期中气候是温和而平稳的。O'Brien等<sup>[43]</sup>首先提出全新世气候也有不稳定性，在温暖的全新世中已经发生了8~9次冷事件。Bond等<sup>[44]</sup>支持了这个观点，并根据海洋沉积浮冰岩石碎屑，研究了北大西洋流冰事件。来自冰岛的火山玻璃和染赤铁石英或长石的变化表明，全新世有8次冷事件；编号1—8，出现于1.4ka，2.8ka，4.2ka，5.9ka，8.1ka，9.4ka，10.3ka以及11.1ka。后来发现小冰期（LIA，0.4ka）的气候特征也类似，因此也算作冷事件，编号为0，这样全新世就有了9次冷事件。

这些冷事件之中以8.2ka事件强度最大，但是其强度也只有新仙女木（YD）事件的1/3左右。而全新世中其他冷事件如LIA的强度又可能只有8.2ka事件的1/2~1/3，而YD事件的振幅一般只有冰期—间冰期的3/4~1/2，所以冰期—间冰期旋回、YD、8.2ka事件、LIA温度变化幅度的比约为10:5:2:1，即小冰期的变化比冰期—间冰期旋回小一个数量级。尽管如此，全新世冷事件的气候影响却是深远的，其主要特征为高纬变冷，季风区降水减少<sup>[45]</sup>。对8.2ka<sup>[46]</sup>，5.5ka<sup>[47]</sup>，4.2ka<sup>[48]</sup>气候异常的分析，均得到了类似的结论。

至于千年尺度气候振荡形成的原因, 热盐环流 (THC) 变化是最有力的竞争者。1998年6月14—18日美国地球物理协会组织了一次学术讨论会, 并在其会刊 *Geophysical Monograph Series* 上出版了一本专集, 题为: 《千年尺度气候变化机制》<sup>[49]</sup>。Alley 等<sup>[50]</sup>认为导致千年尺度气候振荡的THC有3种状态: 现代模、冰期模、海因里希 (H) 模。D/O循环即前两种模态的交替, 这种交替往往是跳跃式的, 从一种模态迅速转换为另一种模态, 所以称为气候突变。北大西洋深水形成是导致模态转变的关键地区, 所以称为“阿喀琉斯之踵”<sup>[51]</sup>, 表示这是最薄弱的环节。但是全新世千年尺度气候振荡可能与冰期有所不同。早全新世的冷事件如8.2ka等可能是由于冰坝崩溃形成淡水脉冲减弱了THC<sup>[52]</sup>。但中晚全新世并没有相应的淡水脉冲与冷事件对应, 所以有的学者认为太阳活动减弱可能是冷事件形成的原因<sup>[53]</sup>。

## 10 全新世气候趋势

### (1) 大暖期

Deevey 和 Flint<sup>[54]</sup> 根据Blytt-Sernander 孢粉带 V 到 VIII 定义冰后期高热期 (Postglacial Hypsithermal Interval, PHI) 在9.5~2.5ka (<sup>14</sup>C年)。根据树木向高山扩展的高度, 按温度随高度递减率计算, 地面温度比现代高2~3℃。

后来Hafsten<sup>[55]</sup>考虑到孢粉带在全新世有明显的地理迁徙, 为了便于各地统一比较, 把全新世分为3段: 温度上升期 (Microthermal)、大暖期 (Megathermal)、及温度下降期 (Katathermal)。仍然把北部 (Boreal) 与亚北部 (Sub-Boreal) 时期作为大暖期, 时间在9.5~2.5ka。施雅风等<sup>[56]</sup>接受了这个思想与科学名词, 把中国的大暖期定在8.5~3.0ka。

Kaufman等<sup>[57]</sup>收集了140个点的古气候资料, 确定了西半球高纬的全新世热力极大期 (Holocene Thermal Maximum, HTM), 白令海中东部最早在11.3~9.1ka, 加拿大北部陆地最晚在7.3~4.3ka, 格陵兰—冰岛及加拿大极地岛屿居中, 在8.6~5.4ka及8.6~4.9ka。Salonen等<sup>[58]</sup>根据湖泊沉积的孢粉, 认为俄罗斯欧洲的大暖期在8.0~3.5ka, 与中国的情况类似。IPCC2007报告<sup>[30]</sup>指出, 早、中全新世热带北印度洋及热带太平洋不仅不暖, 还可能比工业化之前低0.5~2.0℃。因此, 大暖期的平均温度还很难估计。Miller等<sup>[59]</sup>认为HTM在北极地区温度距平为2.5~0.9℃, 北半球平均约0.8~0.2℃, 而全球平均则可能在+0.5~-0.5℃之间。

### (2) 非洲湿润期

大约直到金字塔时期 (4.5ka), 撒哈拉还不是像现在这样极端干旱的瀚海, 而是有真正的湖泊, 特别在早期全新世气候湿润、湖泊水位上升、植被多样化。现代撒哈拉许多干旱地区那时为萨瓦纳大草原, 壮丽的岩画说明当时的生态与现代完全不同, 被称为绿色的撒哈拉<sup>[60]</sup>。Street 和 Grove<sup>[61]</sup>分析了全球141个封闭湖30ka以来每间隔3ka的湖泊水位, 发现热带非洲在10~5ka (<sup>14</sup>C年) 湖泊水位显著高于10ka之前及5ka之后。后来, deMenocal等<sup>[62]</sup>研究了西北非毛里塔尼亚沿岸深海沉积的陆源物质, 发现14.8~5.5ka陆源物质只占40%~50%, 说明气候湿润, 因此把这段时期定为“非洲湿润期” (African Humid Period, AHP)。Hoelzmann等<sup>[63]</sup>综合分析了北非到阿拉伯海 (10°N—23°N, 20°W—70°E) 23个古湖泊序列, 14个古植被序列及5个阿拉伯海近海沉积, 指出AHP在10.5~5.5ka。大量的证据表明受西南季风影响的地区<sup>[64]</sup>、包括印度<sup>[65]</sup>、孟加拉湾<sup>[66]</sup>、中国<sup>[67, 68]</sup>、南美北部<sup>[69]</sup>均在早全新世有气候湿润期。

### (3) 东亚季风

在全新世中东亚夏季风持续减弱, 这已经得到了石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录的证明<sup>[70]</sup>, 并且与亚洲季风区广大地区的夏季风变化趋势一致<sup>[1]</sup>。在古气候研究中, 经常假定冬季风与夏季风的变化相反, 夏季风强时冬季风弱、冬季风强时夏季风弱<sup>[71]</sup>。以此类推, 全新世冬季风应该是加强的, 确实也有一些证据表明全新世某些时刻, 如5~8ka冬季风有增强的趋势<sup>[72-74]</sup>。但是全新世北半球夏季太阳辐射是减少的, 而冬季太阳辐射是增加的<sup>[75]</sup>, 如果冬季太阳辐射增加可以使冬季风减弱, 则全新世冬季风应该是减弱的。Huang等<sup>[76]</sup>根据南海的东西向SST梯度推论, 全新世冬季风是减弱的。究竟全新世东亚冬季风是增强的还是减弱, 还需要更多的资料证实。不过上述几个冬季风序列均包括了较大的千年尺度振荡, 也可能妨碍了长期变化趋势的确定。

## 参考文献

- [1] 汪品先. 全球季风的地质演变. 科学通报, 2009, 54: 535-555.
- [2] Wilson R J T. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 1966, 21: 676-681.
- [3] Cliff P D, Plumb R A. *The Asian Monsoon*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- [4] Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 362: 647-652.
- [5] Harris N B W. The elevation of the Tibetan Plateau and its impact on the monsoon. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2006, 24: 4-15.
- [6] Saltzman B. *Dynamical Paleoclimatology: Generalized Theory of Global Climate Change*. San Diego California, USA: Academic Press, 2002.

- [7] Shaviv N J. Cosmic ray diffusion from the galactic spiral arms, iron meteorites, and a possible climatic connection. *Phys Rev Lett*, 2002, 98(5), 051102.
- [8] Frakes L A, Francis J E, Syktus J I. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.
- [9] Hoffman P F, Schrag D P. Snowball Earth. *Scientific American*, 2000, 282: 62-75.
- [10] Schrag D P, Hoffman P F, Hyde W T, et al. Life, geology and snowball Earth. *Nature*, 2001, 409: 306-307.
- [11] Hallam A, Wignall P B. *Mass Extinctions and their Aftermath*. Oxford, New York: Oxford University Press, 1997.
- [12] Jablonski D. Extinctions in the fossil record. *Phil Trans R Soc Lond B*, 1994, 344: 11-17.
- [13] Schulte P, Alegret I, Arenillas I, et al. The Chixulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science*, 2010, 327: 1214-1218.
- [14] Archibald J D, Clemens W A, Padian K, et al. Cretaceous extinction multiple causes. *Science*, 2010, 328:973.
- [15] Mukhopadhyay S, Farley K A, Montanari A. A short duration of the Cretaceous-Tertiary boundary event: Evidence from extraterrestrial helium-3. *Science*, 2010, 29: 1952-1955.
- [16] Barnosky A D, Matzke N, Tomiya S, et al. Has the Earth's sixth mass extinction already arrived. *Nature*, 2011, 471: 51-57.
- [17] Pereira H M, Leadley P W, Proena V, et al. Scenarios for global biodiversity in the 21<sup>st</sup> century. *Science*, 2010, 330: 1496-1501.
- [18] Cann R L, Stoneking M, Wilson A C. Mitochondria 1 DNA and human evolution. *Nature*, 1987, 325: 31-36.
- [19] Wilson A C, Cann R L. The recent African genesis of humans. *Scientific American*, 1992: 68-73.
- [20] Burroughs W J. *Climate Change in Prehistory*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- [21] N R C (National Research Council). *Understanding Climate's Influence on Human Evolution*. Washington D C: National Academy Press, 2010.
- [22] Compton J S. Pleistocene sea-level fluctuations and human evolution on the southern coastal Plain of South Africa. *Quat Sci Rev*, 2011, 30: 506-527.
- [23] deMenocal P B. Climate and human evolution. *Science*, 2011, 331: 540-542.
- [24] Mascarelli A L. Quaternary geologists win timescale vote. *Nature*, 2009, 459:624.
- [25] Emiliani C. Pleistocene temperatures. *J Geol*, 1955, 63: 538-578
- [26] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 2005, 20, PA1003, doi:10.1029/2004 PA0010719.
- [27] Liu T, Ding Z, Rutter H. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5Ma. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1205-1212.
- [28] Berger A, Melice J L, Loutre M F. On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. *Paleoceanography*, 2005, 20, PA 4019. doi:10.1029/2005 PA001173.
- [29] Ruddiman W F. Orbital changes and climate. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3092-3112.
- [30] Jansen E, Oerpeck J, Briffa K R, et al. Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds). Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2007: 433-497.
- [31] Kukla G J, Matthews R K, Mitchell Jr J m. The end of the present interglacial. *Quat Res*, 1972, 2: 261-269.
- [32] Kukla G, Berger A, Lotti R, et al. Orbital signature of interglacials. *Nature*, 1981, 290: 295-300.
- [33] Wingrad I J, Landwehr J M, Ludwig K R, et al. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quat Res*, 1997, 48: 141-154.
- [34] Loutre M F, Berger A. Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic Change*, 2000, 46: 61-90.
- [35] Peltier W R. On eustatic Sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 377-396.
- [36] 黄恩清, 田军. 末次冰消期冰融水事件与气候突变. *科学通报*, 2008, 53(12): 1437-1447.
- [37] Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, et al. The Last Glacial Maximum. *Science*, 2009, 325: 710-714.
- [38] GRIP Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203-207.
- [39] Grootes P M, Stulver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366: 552-554.
- [40] NGICP Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147-151.
- [41] Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 1992, 359: 311-313.
- [42] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218-220.
- [43] O' Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270: 1962-1964.
- [44] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257-1266.
- [45] Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quat Res*, 2004, 62: 243-255.
- [46] Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climate instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25: 463-486.
- [47] Magny M, Haas J N. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of Alpine Iceman. *J Quat Sci*, 2004, 19: 423-430.
- [48] Wang S W, Zhou T J, Cai J N, et al. Abrupt climate change around 4ka BP: Role of the thermohaline circulation as indicated by a GCM experiment. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21:291-295.
- [49] Clark P U, Webb R S, Keigwin L D. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. *Geophysical Monograph Series*, 1999, 112: 394.
- [50] Alley R B, Clark P U, Keigwin L D, et al. Making sense of millennial-scale climate change. *Geophysical Monograph Series*, 1999, 112: 386-394.
- [51] Knorr G, Lohmann G. The Southern Ocean as the flywheel of the oceanic conveyor belt circulation. *PAGES News*, 2004, 12(1): 11-13.
- [52] Magny M, Vanniere M, de Beaulieu J-L, et al. Early-Holocene climate oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 1951-1964.
- [53] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294: 2130-2135.
- [54] Deevey E S, Flint R F. Postglacial Hypsithermal interval. *Science*, 1957, 125: 182-184.
- [55] Hafsten U. A sub-decision of the Late Pleistocene period on a synchronous basis, intended for global and universal usage. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1970, 7: 279-296.
- [56] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风主编, 孔昭宸副主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992.
- [57] Kaufman D S, Ager T A, Anderson N J, et al. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0—180°W). *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 529-560.
- [58] Salonen J S, Seppa H, Valiranta M, et al. The Holocene thermal maximum and Late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia. *Quat Res*, 2011, 75: 501-511.
- [59] Miller G H, Alley R B, Brigham-Grette J, et al. Arctic amplification: Can the past constrain the future? *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1779-1790.
- [60] Roberts N. *The Holocene, An Environmental History*. Oxford: Blacknell Ltd, 1989.
- [61] Street F A, Grove A T. Global maps of lake-level fluctuations since

- 30,000 yr B P. *Quat Res*, 1979, 12: 83-118.
- [62] deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, et al. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 347-361.
- [63] Hoelzmann P, Gasse F, Dupont L, et al. Palaeoenvironmental changes in the arid and subarid belt ( Sahara-Sahel Arabian Peninsula) from 150kyr to present. In: *Past Climate Variability through Europe and Africa*, Battarbee R W, Gasse F, Stickley C E (eds). Dordrecht: Springer, 2004: 219-256.
- [64] Ovorpeck J, Anderson D, Trumbore S, et al. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 1996, 12: 213-225.
- [65] Stanbasser M, Sirocko F, Grootes P M, et al. South Asian monsoon climate change and radiocarbon in the Arabian Sea during early and middle Holocene. *Paleoceanography*, 2002, 17, 1063.
- [66] Kudrass H R, Hofmann A, Doose H, et al. Modulation and amplification of climate changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80ky. *Geology*, 2001, 29: 63-66.
- [67] Ji J F, Shen J, Balsam W, et al. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 61-70.
- [68] An Z S, Wu X H, Wang P X, et al. Paleomonsoons of China over the last 130000 years. *Science in China (Ser B)*, 1991, 14: 1016-1029.
- [69] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, 293: 1304-1308.
- [70] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308:854-857.
- [71] Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature* 2007, 445: 74-77.
- [72] Tian J, Huang E, Pak D K. East Asian winter monsoon variability over the last glacial cycle: Insights from a latitudinal sea-surface temperature gradient across the South China Sea. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2010, 292: 319-324.
- [73] Jian Zhimin, Wang Pinxian, Saito Yoshiki, et al. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 200, 184: 305-319.
- [74] Rioual P, Wang L. Environmental and climatic changes inferred from lake deposits in China: A review of recent progress. *PAGES News*, 2009, 17(3): 110-112.
- [75] Kutzbach J E, Street-Perrott F A. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 1985, 317: 130-134.
- [76] Huang E, Tian J, Steinke S. Millennial-scale dynamics of the winter cold tongue in the southern South China Sea over the past 26 ka and the East Asian winter monsoon. *Quat Res*, 2011, 76: 196-204.

## Progress in Palaeo-Climatic Studies

Wang Shaowu

(Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871)

**Abstract:** Progress in palaeoclimate, mainly in climatic reconstruction studies for the last twenty years or so, is reviewed. Ten issues are discussed: (1) Wilson Cycle, (2) Ice-Age Epoch, (3) Mass Extinction, (4) Out of Africa, (5) Glacial-Interglacial Cycles in the Quaternary, (6) When will the Earth enter the next Glacial Period? (7) Last Glacial Maximum, (8) Climatic instability in a glacial period, (9) Climatic instability in the Holocene, (10) Climatic change during the Holocene.

**Key words:** palaeoclimate, glacial-interglacial cycles, climate instability, Holocene climate, East Asian palaeo-monsoon

(上接63页)

重要性。研究发现，在间冰期内，印度夏季风的变化主要受控于印度低压的强度；而冰期印度夏季风强度往往提前于冰量最大值，提前开始增强，这是受南半球高纬度地区变冷所主导的南北半球间跨赤道气压梯度增加所致。

**NDVI：评价气候变化对种群动态影响的有用工具**——The Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) : unforeseen successes in animal ecology. *Climate Research*, 2011, Vol. 46, No. 1.

Pettorelli等综述了NDVI在生态学研究中的最新进展。自1981年中期以来，NDVI保持了一贯的连续性，

这有利于研究动物种群响应于植被变化的时空滞后特征。同时，气候模式可以用来重建植被变化的历史格局，以评价未来环境变化对生物多样性的影响。因此，在评估气候变化和气候变化导致的植被物候和初级生产力变化，以及它们对种群动态所造成的影响时，NDVI是一个非常关键的工具。

**1961—2005年间中国华南区域的低云和日照时数变化**——Low-cloud and sunshine duration in the low-latitude belt of South China for the period 1961—2005. *Theoretical and Applied Climatology*, 2011, Vol. 104, No. 3-4.

为寻找中国低纬度地区太阳辐

射变化的趋势及原因，Li等分析了华南区域1961—2005年的日照时数、总云量、低云量和能见度之间的关系。结果显示，在过去的45年中，全天候和晴空情况下日照时数分别以每10年3.2%，2.8%的速率下降。在经济迅速发展迅速的区域，大气气溶胶增多，导致了日照时数下降的速率尤为剧烈。通过分析日照时数和高、低云量之间的关系，发现低云量的增加导致了日照时数以每10年0.4%的速率下降。研究认为不透明低云的增加是导致中国低纬度地区日照减少的重要原因。